第40卷 第7期
2023年7月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 40 No. 7
Jul. 2023

# 基于Priestley-Taylor方法的中亚干旱区实际蒸散特征及归因

赵卓怡[1,2,3]， 郝兴明[1,3]

（1. 中国科学院新疆生态与地理研究所，荒漠与绿洲生态国家重点实验室，干旱区生态安全与可持续发展重点实验室，新疆 乌鲁木齐 830011；2. 中国科学院大学，北京 100049；3. 阿克苏绿洲农田生态系统国家野外科学观测研究站，新疆 阿克苏 843017）

**摘 要**：蒸散是水—能—碳循环之间的纽带，了解蒸散的动态过程及其驱动因素对中亚干旱区水资源稳定、生态环境安全及农业水资源管理等方面具有重要意义。本研究基于Priestley-Taylor方法，估算并分析了2000—2019年中亚干旱区蒸散的时空变化，采用Lindeman-Merenda-Gold方法定量评估了不同驱动因素对蒸散各组分的绝对贡献，并以各组分对蒸散变化的贡献加权，评估了各驱动因素对蒸散的贡献。结果表明：中亚干旱区蒸散整体以1.45 mm·a$^{-1}$的速度波动上升，其变化趋势呈“东升西降”的空间分布；植被蒸腾、蒸发、冠层截留蒸发的变化趋势分别是2.46 mm·a$^{-1}$、−1.03 mm·a$^{-1}$、0.02 mm·a$^{-1}$，三者对蒸散变化的贡献分别是70.09%、29.34%、0.57%；植被蒸腾和冠层截留蒸发的主导因素是NDVI，蒸发的主导因素是气温；总体上，NDVI是中亚干旱区蒸散变化的主导因素，其绝对贡献为28.16%。

**关键词**：蒸散；时空变化；归因；贡献；中亚；干旱区

2020年联合国世界水发展报告《水与气候变化》指出：“气候变化挑战水资源的稳定性，水资源在世界许多地区已经面临严重压力”[1]。此外，由于社会经济的快速发展，人类对水资源的需求持续增长，全球范围内水资源供需矛盾进一步加剧[2-4]。中亚干旱区地处欧亚大陆腹地，干旱少雨，潜在蒸散强烈[5]，水资源不足已经成为制约中亚干旱区经济发展与生态安全的关键因素[6-7]。作为水循环中的水分耗散项，蒸散的变化趋势在全球范围内呈现上升趋势[8-9]，这将会对水资源安全带来重大挑战。此外，蒸散是水—能—碳循环之间的纽带[10]，是连接生态系统功能、碳和气候反馈、农业管理和水资源的关键变量[11]，在陆地生态系统的碳循环和能量收支中起着举足轻重的作用[10,12]。因此，了解中亚干旱区蒸散的动态过程及其驱动因素对水资源稳定、生态环境安全及农业水资源管理等方面具有重要意义。

蒸散是一个复杂的水文过程，受到诸多环境要素的影响[13]。Dalton定律指出蒸发与饱和水汽压差、风速正相关[14]。Budyko经典框架则认为蒸散是地表水热状况的权衡，水和能量供应是限制蒸散的主要条件[15]。辐射、降水、温度、比湿、饱和水汽压差等环境因素的变化，都会对蒸散产生影响，且其贡献随着区域水热条件变化而变化[16-20]。一般来讲，蒸散驱动因素可以分为3类，大气蒸发需求（除辐射以外的所有气象因素）、水分供应（降水等）和热量供应（辐射）[18]。其中，大气蒸发需求表示蒸散的上限，水分供应是蒸散的物质基础，热量供应则是蒸散发生的动力。然而，近年来全球范围内植被绿化趋势显著[21-23]，植被活动对蒸散的影响受到学界的广泛关注[16-17]，有研究表示植被绿化对全球陆地蒸散变化的贡献达50%以上[17,24]。因此，本研究在前面3类影响因素的基础上，将植被活动所代表的地表生物物理过程归为第四类影响因素。

**收稿日期**：2023-03-07； **修订日期**：2023-03-28
**基金项目**：中国科学院新疆生态与地理研究所自主部署项目（E050010801）
**作者简介**：赵卓怡（1997-），男，硕士研究生，主要从事干旱区水文过程研究. E-mail: zhuoyi_zhao@163.com
**通讯作者**：郝兴明. E-mail: haoxm@ms.xjb.ac.cn

以往的研究考虑到了驱动因素在不同季节、不同区域的差异，而忽略了蒸散各组分间的差异[16-19,25]。蒸散包含3个组分：植被蒸腾($ET_c$，下称蒸腾)、蒸发($ET_s$，包含土壤蒸发与水体蒸发)和冠层截留蒸发($ET_i$，下称截留)，各组分的水分来源、发生机理均不同。简单分析不同驱动因素对各组分之和(蒸散)的影响，会将不同组分的变化特征模糊，以此解析环境要素在水热过程中的作用不严谨。本文采用Priestley-Taylor diurnal land surface temperature range (PT-DTsR)模型估算了中亚干旱区的实际蒸散，解决以下问题：(1) 蒸散的时空变化格局；(2) 蒸散不同组分的变化趋势及各自对蒸散变化的贡献；(3) 各驱动因素对蒸散不同组分变化的贡献，并加权获取不同影响因素对蒸散的贡献。

## 1 数据与方法

### 1.1 研究区概况

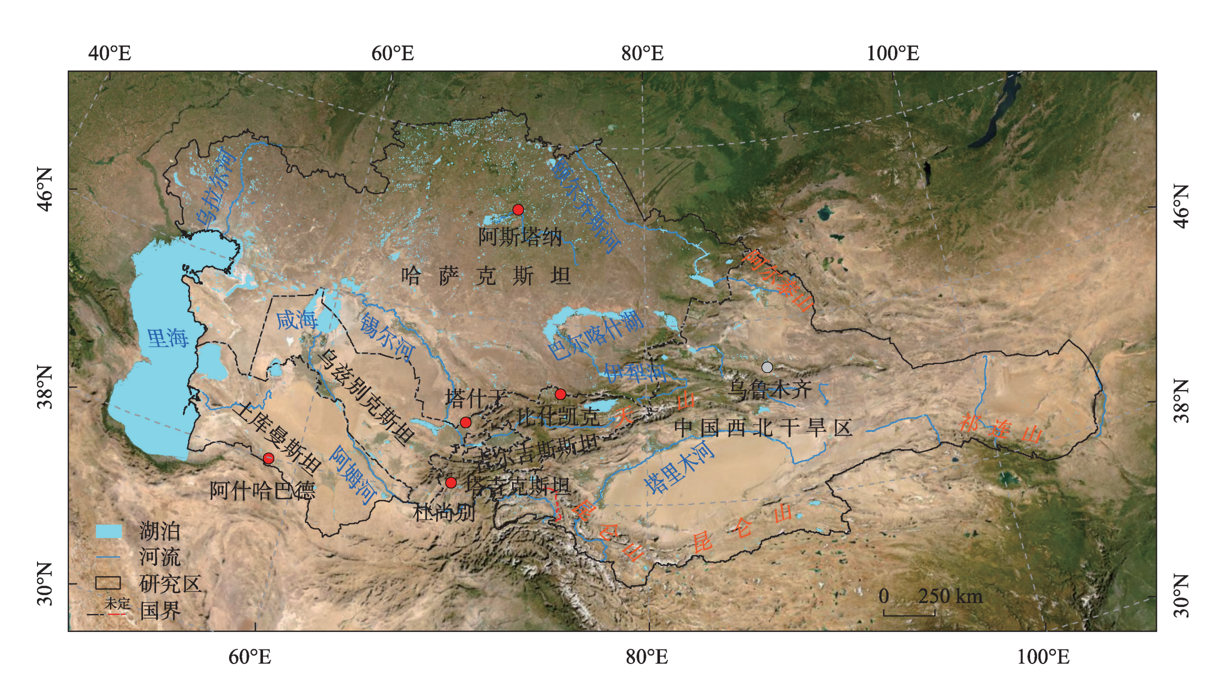
中亚干旱区位于欧亚大陆腹地，地理位置位于34.33°~55.44° N，46.50°~106.84° E，包括中亚五国(哈萨克斯坦、塔吉克斯坦、吉尔吉斯斯坦、乌兹别克斯坦、土库曼斯坦)和中国的西北干旱区(图1)，总面积为635.45×10$^4$ km$^2$。中亚干旱区地形起伏大，具有山地—绿洲—荒漠的地貌特征[26]，天山、昆仑山，阿尔泰山、哈萨克丘陵、塔克拉玛干沙漠、古尔班通古特沙漠、卡拉库姆沙漠、图兰平原皆坐落其中。受地形与海陆位置影响，大洋水汽难以到达中亚干旱区，降水稀少且空间差异大，是世界上最干旱的区域之一[5]。在中亚干旱区，潜在蒸散与实际蒸散往往具有相反的趋势，并趋向于互补关系[27]。

### 1.2 数据来源与处理

本文中蒸散数据采用Priestley-Taylor diurnal land surface temperature range (PT-DTsR)模型估算所得[28]，模型介绍详见1.3.1，估算的数据在我们之前的研究中已经得到验证[27]。气象数据采用全球陆地数据同化系统2.1(Global Land Data Assimilation System, GLDAS)版本(https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?project=GLDAS)，包括比湿、风速、降水、气温、辐射。归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation Index, NDVI)选用中分辨率成像光谱仪(Moderate- resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)数据产品MOD13 A2(https://appeears.earthdatacloud.nasa.gov/task/area)。

### 1.3 研究方法

1.3.1 蒸散估算 PT-DTsR模型是Yao等[28]在Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory (PT-JPL)模型[29]的基础上，通过地表温度随时间变化得到的表观热惯性，以此取代相对湿度和水汽压差来计算土




注：底图采用自然资源部标准地图制作，审图号为GS(2021)5453号，对底图边界无修改。下同。

图1 研究区概况

Fig. 1 Overview of the study area

壤水分限制[28]。其简化了计算过程、减少了数据需求[30]，克服了中亚干旱区地面数据匮乏的问题。PT-DTsR模型采用Priestley-Taylor方程计算蒸散各组分的潜在值，并利用环境胁迫因子（如：土壤水分胁迫，温度胁迫等）修正潜在值，最终得到各组分的实际值。模型的详细介绍见原文[28]。

1.3.2 贡献分析　Lindeman-Merenda-Gold方法通过$R^2$分解为非负组分，从而量化每个解释变量对因变量的贡献[31]。该指标基于所有可用回归量排列中每个变量的顺序贡献的未加权平均值，以避免回归量顺序影响[32]。蒸散组分对蒸散的贡献则先用各组分与总量年际变率计算贡献率，而后以其绝对值进行归一化获取。

1.3.3 统计分析　本研究中，Pearson相关系数和$T$检验相结合用于不同要素的相关性分析和显著性检验[33]。Theil-Sen Median和Mann-Kendal方法相结合用于本研究中的趋势性分析与显著性检验[34]。

## 2 结果与分析

### 2.1 蒸散的时空变化特征

中亚干旱区年均蒸散量约149.62 mm，其中，湖泊蒸散量最高，年均蒸散量>1000 mm；昆仑山蒸散量最低，年均蒸散量<50 mm（图2a）。年蒸散变化趋势呈现"西降东升"的独特分布，升降趋势分别占土地面积的49.88%和50.12%。在哈萨克丘陵地区和西北干旱区的绿洲区，蒸散上升最明显；在哈萨克斯坦西北部，蒸散下降最明显（图2f）。年蒸散量在不同季节差异较大，具体表现为：夏季（87.28 mm）>春季（39.34 mm）>秋季（19.10 mm）>冬季（3.90 mm）。春季到秋季，蒸散高值主要出现在湖泊、阿尔泰山与天山周边（包括西北干旱区的绿洲区），昆仑山蒸散量最低；冬季的蒸散由南到北逐渐降低（图2b~图2d）。蒸散季节的变化趋势中，夏季最为明显，且与年际蒸散变化高度一致；其次为春季，蒸散上升区域位于天山及阿尔泰山周边；秋冬季节蒸散的变化趋势不明显（图2g~图2j）。

### 2.2 蒸散组分的时空变化特征

2.2.1 蒸散组分年际和年内变化特征　在中亚干旱区，蒸散的年际变化趋势于2011年发生转变，2011年之前呈下降趋势，2011年之后波动上升（图3a），并于2016年达到最大值。其年内变化呈单峰型，并于七月达到年内最大值（图3b）。蒸散主要由蒸发与蒸腾产生，两者的年均占比分别为63.15%和36.30%，截留的年均占比仅0.55%。蒸发是蒸散最大的组分，各年年际占比与月占比均超过50%。其中，蒸腾占比的变化趋势与年蒸散量变化趋势高度一致，同升同降。

2.2.2 蒸散组分变化趋势的空间分布　在中亚干旱区，植被蒸腾是蒸散变化最明显的组分，其仅占蒸散量的36.30%，却贡献了蒸散变化的70.09%，蒸发与截留对蒸散变化的贡献分别是29.34%、0.57%。蒸发与蒸腾的变化趋势具有明显的差异。蒸腾以2.46 mm·a$^{-1}$的趋势波动上升，升降趋势分别占研究区面积的68.14%和31.86%（图4a）。蒸腾上升最为显著的区域位于西北干旱区的绿洲区域，下降趋势仅发生在哈萨克斯坦和与天山的西北部。蒸发以1.03 mm·a$^{-1}$的趋势波动下降，正负趋势分别占研究区面积的36.67%和63.33%（图4b）。下降最明显的区域均为水体（包括巴尔喀什湖、咸海、伊塞克湖等），下降趋势超过5 mm·a$^{-1}$，上升趋势分布在西北干旱区的非山地区域和研究区南部的科佩特山周边。在山区（包括天山、昆仑山、阿尔泰山、哈萨克丘陵）及图兰平原，蒸腾与蒸发呈现截然相反的趋势；在绿洲区两者变化趋势相同，但是植被蒸腾变化高于土壤蒸发。由于冠层截留蒸发变化趋势不明显，本文未展示截留变化趋势的空间分布。

### 2.3 不同驱动因素对蒸散的贡献

2.3.1 蒸散组分与驱动因素的相关性分析　植被蒸腾与NDVI相关性最高（$r$=0.80，$P$<0.001）（图5），并与降水、比湿、下行短波辐射等水热条件显著相关，相关系数分别为0.55（$P$<0.05）、0.49（$P$<0.05）、−0.52（$P$<0.05）。下垫面植被状况是植被蒸腾最直接的驱动因素，其余3类因素也对蒸腾发生具有重要影响。蒸发（包括土壤蒸发与水体蒸发）与气温相关性最高（$r$=−0.41，$P$=0.070），两者在2007年之前变化趋势相反，气温升高而蒸发下降，潜在蒸散与实际蒸散可能趋向于互补关系。在此期间，下行短波辐射呈下降趋势，地表接收的热量并没有增加，降水却持续下降。当气温的逐年上升遭遇降水的连年下降，水分供需矛盾加剧，可能会导致干旱区土壤水分持续下降，引起水分供应不足，从而抑制蒸发过程。此外，土壤水分供水不足导致的潜热下降，也会使得更多辐射流向感热，引起气温上升，形成

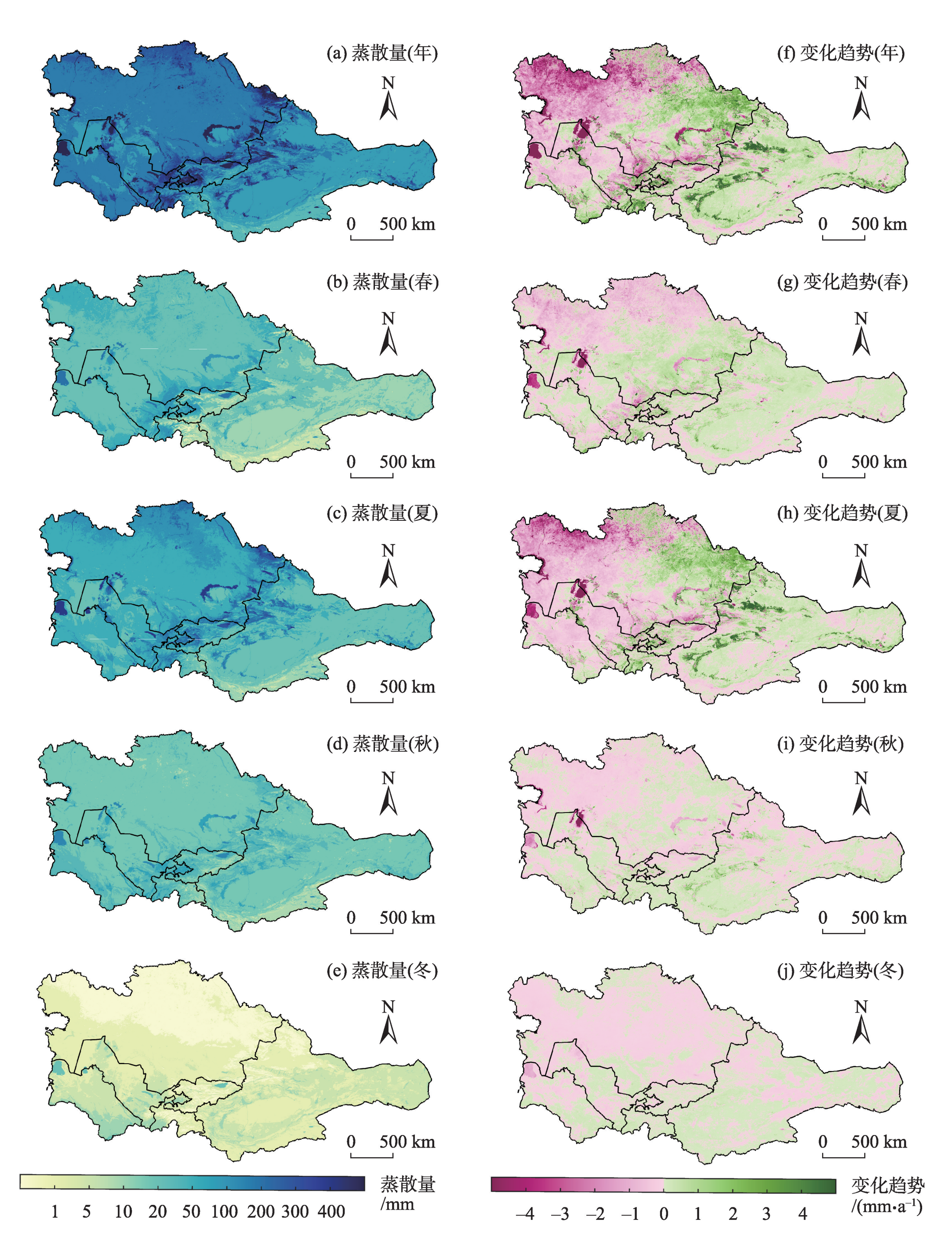



图2 蒸散及其趋势的空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of actual evapotranspiration and its trend

正反馈机制。其中，在2007年之后，两者呈正相关，气温升高引起蒸发上升。此外，蒸发与比湿的相关性较强（$r$ =0.37，$P$=0.110），两者的相关性在2010年前后存在显著差异，表明大气蒸发需求驱动地表水分流向大气的能力受到水分供应的限制。冠层截留蒸发与植被指数的相关性最高（$r$=0.83，$P$<0.001），两者时间序列高度重合。此外，截留与降水、比湿显著正相关，相关性分别为0.58（$P$<0.01）、0.60（$P$<0.01）。冠层截留蒸发水分来源于植被冠层的降水，在时间上往往具有非连续性，较低的截留蒸发又使其对能量需求较低。因此，截留与能量供应、大气蒸发需求要素无显著相关性。

实际蒸散在2016年达到最大值时（图3a），蒸腾与截留达到最大值，蒸发也达到极值，这是蒸散达

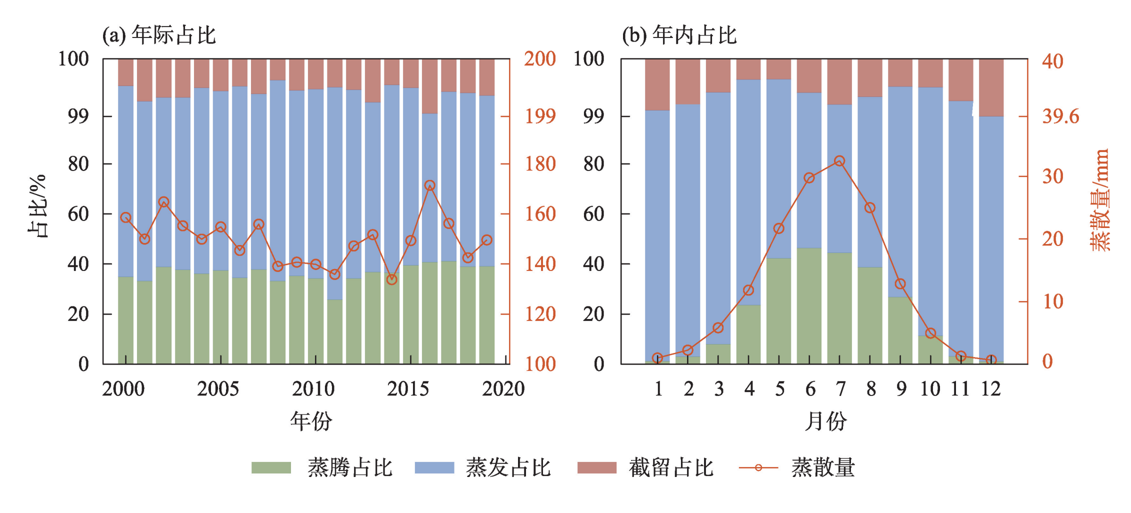



图3 蒸散各组分占比的年际和年内变化

Fig. 3 Annual and Interannual variation of the fraction of evapotranspiration components

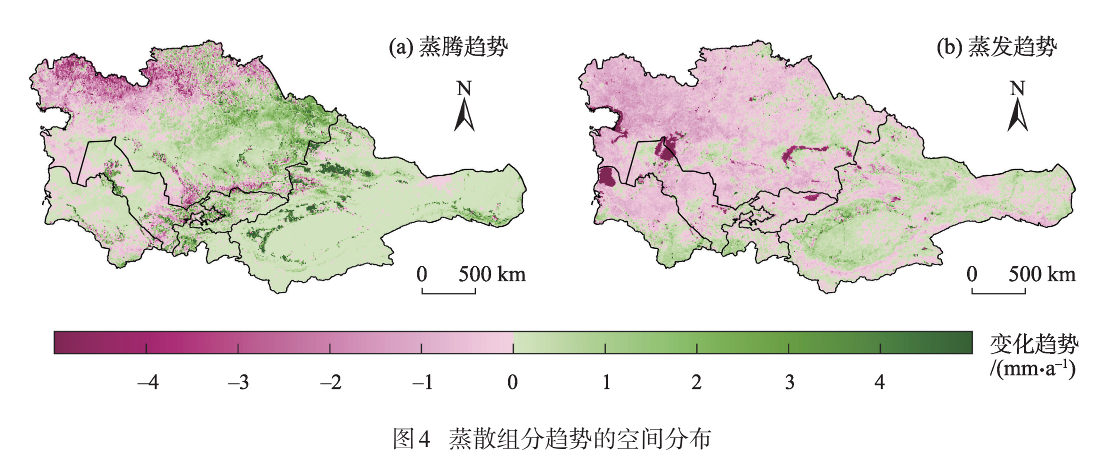



图4 蒸散组分趋势的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of evapotranspiration component trends

到最值的直接原因(图5)。蒸散达到最值可能由降水增加、气温升高驱动,降水逐年上升且高于多年均值保证了水分的供应,气温的高位波动扩大了大气蒸发需求,在两者的共同影响下,蒸散各组分均上升(图5)。此外,NDVI的增加将进一步提升蒸腾量和冠层截留蒸发量。2017年,气温波动较小,因此,降水陡然下降可能是蒸散回归正常水平的主导原因。此外,蒸腾的下降幅度低于蒸发,这可能与各组分水分来源不同有关。在其他条件变化较小时,面对降水的突然下降,蒸发水源表层土壤水分首当其冲,土壤水分减少,而后逐渐向深层传播[31],这也是蒸腾2017年下降幅度低于2018年、蒸发2017年下降幅度高于2018年的原因。与对水条件变化的响应相似,蒸发对热条件突然变化的响应也比蒸腾更剧烈(2014年)。

2.3.2 蒸散的归因分析 各组分归因分析结果与相关分析相似,具体表现为:蒸散的变化由NDVI主导,其绝对贡献达到34%,接近于另外5个因素贡献之和(36%)(图6a)。辐射、降水也对蒸腾具有较高的绝对贡献,分别为11%、9%。由于植被活动对环境变化的生物物理响应机制,气温和风速对植被蒸腾影响较小,分别为5%和3%。蒸发的变化则由气温主导,其绝对贡献为29%,比湿和NDVI的绝对贡献也超过10%,分别为15%和14%,辐射、风速和降水的贡献分别为9%、8%和2%(图6b)。由于冠层截留蒸发水分来源于植物冠层拦截的降水,截留蒸发的变化由NDVI主导,且受比湿和降水影响较大,三者的贡献分别是40%、14%和11%(图6c)。

本研究以各组分对蒸散变化的贡献为权重,加权获取各影响因素对蒸散的贡献(图6d)。结果表明:已知因素解释了蒸散71.60%的变化趋势,其中NDVI解释率最高(28.16%)。植被活动不仅主导了植被蒸腾(34%),并通过对降水的拦截主导冠层截留蒸发(40%)。此外,植被覆盖度的变化通过改变




图5 蒸散组分与驱动因素的相关性

Fig. 5 Correlation between evapotranspiration components and driving factors

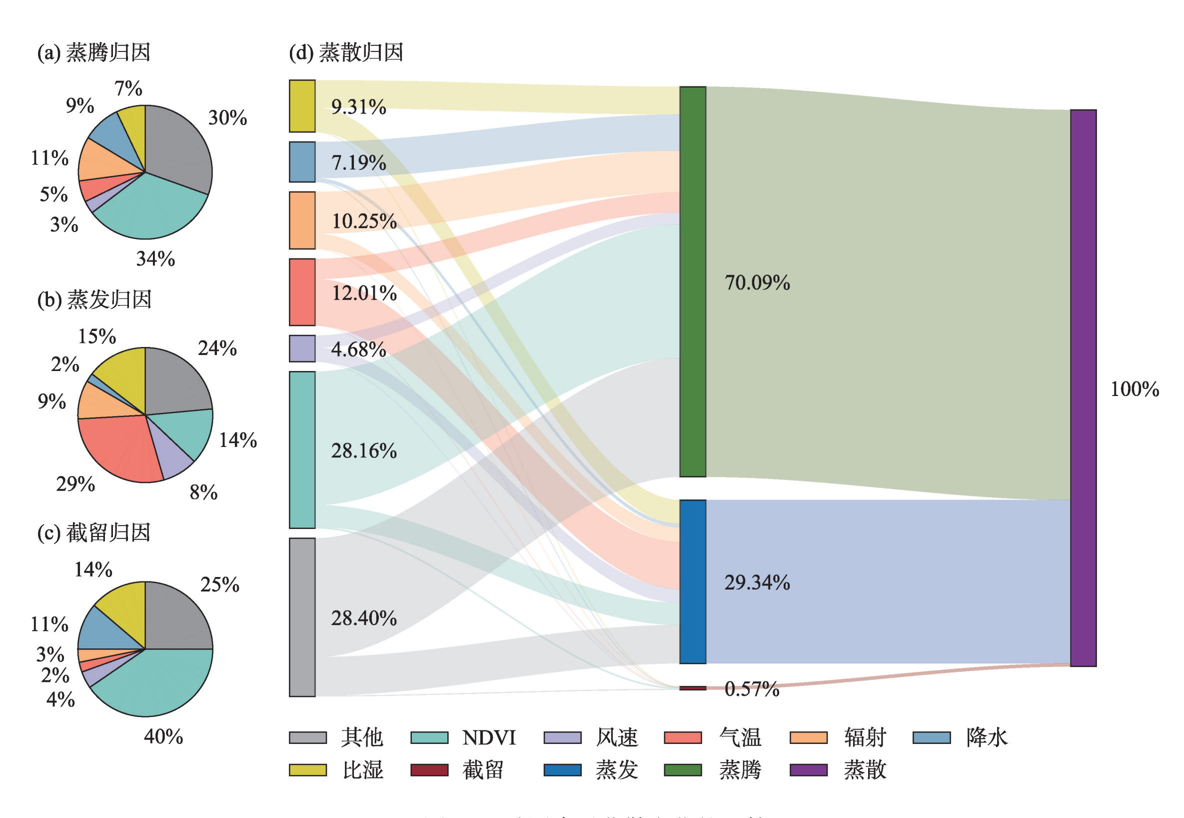



图6 驱动因素对蒸散变化的贡献

Fig. 6 Contribution of driving factors to evapotranspiration change

地表的反照率和粗糙度，也会影响蒸发过程(14%)。其次为气温，尽管其是蒸发的主导因素，但由于蒸发对蒸散变化的贡献较低(29.34%)，气温对蒸散的绝对贡献仅12.01%。比湿和风速对蒸散的贡献分别是9.31%和4.68%。温度、比湿、风速主要通过改变大气蒸发需求迫使水分由地表流向大气，而植被可以通过气孔的开合降低大气蒸发需求的影响，因此，这三者对蒸腾的贡献较低。由于大气和非饱和地面的互补反馈机制，随着外界条件的变化，大气蒸发需求和实际蒸散关系的主导者会发生变化。根据Budyko理论[35]，水分供应应该是中亚干旱区蒸散的主要限制因素。然而，在本文中降水的绝对贡献仅4.75%，这可能与中亚干旱区蒸散水源机制有关[36-38]。中亚干旱区水源机制复杂，降水并非其唯一水源，冰川积雪融水是中亚干旱区大部分河流的发源地[36]，更是中亚干旱区的重要淡水来源[37]，全球大约有$8\times10^8$人在一定程度上依赖亚洲高山数以千计的冰川融水[38]。植被蒸腾是对蒸散变化贡献最高的组分，作为一个连续的过程，其水分直接来源为根区土壤水分，非连续的降水通过补给土壤水分作用于植被蒸腾。有研究表明，全球蒸散的变化由土壤水分变化驱动[39]。因此，加入冰川融水、土壤水分等水分来源对蒸散的影响，可能会进一步提高对中亚干旱区蒸散变化的解释率。

## 3 结 论

本文基于PT-DTsR模型，利用遥感数据模拟了2000—2019年中亚干旱区的蒸散，并进一步分析了蒸散的时空变化和驱动因素。主要结论如下：

(1) 在中亚干旱区，蒸散整体以1.45 mm·a$^{-1}$的速度波动上升，且呈现东升西降的空间格局。蒸散量和蒸散趋势，均具有夏季>春季>秋季>冬季的特征。

(2) 99.45%的蒸散由蒸腾和蒸发产生，两者年均占比分别为63.15%、36.30%。其中，蒸腾以2.46 mm·a$^{-1}$的趋势波动上升，上升区域面积占比为68.14%；蒸发以1.03 mm·a$^{-1}$的趋势波动下降，下降区域面积占比为63.33%；两者对蒸散变化的贡献分别为70.09%和29.34%。

(3) NDVI是中亚干旱区2000—2019年蒸散变化的主要影响因素，其绝对贡献为28.16%。此外，气温、辐射、比湿、降水、风速对蒸散的绝对贡献分别为12.01%、10.25%、9.31%、7.19%、4.68%。其中，NDVI是植被蒸腾和冠层截留蒸发的主导因素，气温是蒸发的主导因素。

## 参考文献(References)：


[1] UNESCO U-W. United Nations World Water Development Report 2020: Water and Climate Change[R]. Paris: UNESCO, 2020.

[2] Eliasson J. The rising pressure of global water shortages[J]. Nature, 2014, 517(7532): 6.

[3] Rijsberman F R. Water scarcity: Fact or fiction?[J]. Agricultural Water Management, 2006, 80(1-3): 5-22.

[4] Vörösmarty C J, Mcintyre P B, Gessner M O, et al. Global threats to human water security and river biodiversity[J]. Nature, 2010, 467(7315): 555-561.

[5] Li Z, Chen Y, Fang G, et al. Multivariate assessment and attribution of droughts in Central Asia[J]. Scientific Reports, 2017, 7(1): 1316.

[6] Siegfried T, Bernauer T, Guiennet R, et al. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia?[J]. Climatic Change, 2011, 112(3-4): 881-899.

[7] Bernauer T, Siegfried T. Climate change and international water conflict in Central Asia[J]. Journal of Peace Research, 2012, 49(1): 227-239.

[8] Mao J, Fu W, Shi X, et al. Disentangling climatic and anthropogenic controls on global terrestrial evapotranspiration trends[J]. Environmental Research Letters, 2015, 10(9): 094008.

[9] Zhang Y, Peña-Arancibia J L, Mcvicar T R, et al. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components[J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): 1-12.

[10] Fisher J B, Melton F, Middleton E, et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources[J]. Water Resources Research, 2017, 53(4): 2618-2626.

[11] Niu Z, He H, Zhu G, et al. An increasing trend in the ratio of transpiration to total terrestrial evapotranspiration in China from 1982 to 2015 caused by greening and warming[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2019, 279: 107701.

[12] Pour S H, Wahab A K A, Shahid S, et al. Changes in reference evapotranspiration and its driving factors in peninsular Malaysia[J]. Atmospheric Research, 2020, 246: 105096.

[13] Katul G G, Oren R, Manzoni S, et al. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system[J]. Reviews of Geophysics, 2012, 50(3): RG3002.

[14] Mcmahon T A, Finlayson B L, Peel M C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 2016, 3(6): 788-

818.

[15] Budyko M I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth[J]. Tellus, 1969, 21(5): 611–619.

[16] Xu S, Yu Z, Yang C, et al. Trends in evapotranspiration and their responses to climate change and vegetation greening over the upper reaches of the Yellow River Basin[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2018, 263: 118–129.

[17] Zeng Z, Peng L, Piao S. Response of terrestrial evapotranspiration to Earth's greening[J]. Current Opinion in Environmental Sustainability, 2018, 33: 9–25.

[18] Yang Z, Zhang Q, Hao X, et al. Changes in evapotranspiration over global semiarid regions 1984–2013[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(6): 2946–2963.

[19] Jiang F, Xie X, Liang S, et al. Loess Plateau evapotranspiration intensified by land surface radiative forcing associated with ecological restoration[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2021, 311: 108669.

[20] Liu J, You Y. The roles of catchment characteristics in precipitation partitioning within the budyko framework[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2021, 126(16): e2021JD035168.

[21] Piao S, Wang X, Park T, et al. Characteristics, drivers and feedbacks of global greening[J]. Nature Reviews Earth & Environment, 2019, 1(1): 14–27.

[22] Chen C, Park T, Wang X, et al. China and India lead in greening of the world through land-use management[J]. Nature Sustainability, 2019, 2: 122–129.

[23] Zhu Z, Piao S, Myneni R B, et al. Greening of the Earth and its drivers[J]. Nature Climate Change, 2016, 6(8): 791–795.

[24] Zeng Z, Piao S, Li Z X, et al. Impact of earth greening on the terrestrial water cycle[J]. Journal of Climate, 2018, 31(7): 2633–2650.

[25] Pan S, Tian H, Dangal S R S, et al. Responses of global terrestrial evapotranspiration to climate change and increasing atmospheric $CO_2$ in the 21st century[J]. Earth's Future, 2015, 3(1): 15–35.

[26] Yao J, Chen Y, Chen J, et al. Intensification of extreme precipitation in arid Central Asia[J]. Journal of Hydrology, 2021, 598: 125760.

[27] Hao X, Fan X, Zhao Z, et al. Spatiotemporal patterns of evapotranspiration in Central Asia from 2000 to 2020[J]. Remote Sensing, 2023, 15(4): 1150.

[28] Yao Y, Liang S, Cheng J, et al. MODIS-driven estimation of terrestrial latent heat flux in China based on a modified Priestley-Taylor algorithm[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2013, 171–172: 187–202.

[29] Fisher J B, Tu K P, Baldocchi D D. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites[J]. Remote Sensing of Environment, 2008, 112(3): 901–919.

[30] Cao M, Wang W, Xing W, et al. Multiple sources of uncertainties in satellite retrieval of terrestrial actual evapotranspiration[J]. Journal of Hydrology, 2021, 601: 126642.

[31] Teuling A J, Van Loon A F, Seneviratne S I, et al. Evapotranspiration amplifies European summer drought[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(10): 2071–2075.

[32] Yao Y, Wang X, Li Y, et al. Spatiotemporal pattern of gross primary productivity and its covariation with climate in China over the last thirty years[J]. Global Change Biology, 2018, 24(1): 184–196.

[33] Jiang L, Guli Jiapaer, Bao A, et al. Vegetation dynamics and responses to climate change and human activities in Central Asia[J]. Science of The Total Environment, 2017, 599–600: 967–980.

[34] Zhao R, Liu X, Dong J, et al. Human activities modulate greening patterns: A case study for southern Xinjiang in China based on long time-series analysis[J]. Environmental Research Letters, 2022, 17(4): 044012.

[35] Budyko M I. The heat balance of the earth's surface[J]. Soviet Geography, 1961, 2(4): 3–13.

[36] Chen Y, Li W, Deng H, et al. Changes in Central Asia's water tower: Past, present and future[J]. Scientific Reports, 2016, 6: 35458.

[37] Bolch T. Hydrology: Asian glaciers are a reliable water source[J]. Nature, 2017, 545(7653): 161–162.

[38] Pritchard H D. Asia's shrinking glaciers protect large populations from drought stress[J]. Nature, 2019, 569(7758): 649–654.

[39] Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply[J]. Nature, 2010, 467(7318): 951–954.

# Actual evapotranspiration characteristics and attribution in arid Central Asia based on the Priestley-Taylor method

ZHAO Zhuoyi[1,2,3], HAO Xingming[1,3]

(1. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Key Laboratory of Ecological Safety and Sustainable Development in Arid Lands, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Akesu National Station of Observation and Research for Oasis Agro-ecosystem, Akesu 843017, Xinjiang, China)

**Abstract:** Understanding the dynamic process of evapotranspiration and its causes is crucial for water resource stability, ecological and environmental security, and agricultural water resource management in arid Central Asia. Evapotranspiration is the connection between the water-energy-carbon cycle. This study used the Priestley-Taylor diurnal land surface temperature range (PT- DTsR) model to calculate and analyze the spatial and temporal variability of evapotranspiration in arid Central Asia from 2000 to 2019. It also used the Lindeman-Merenda-Gold method to quantitatively evaluate the absolute contributions of various drivers to each component of evapotranspiration. By weighing each component's contribution to the change in evapotranspiration, the contribution of each driver to evapotranspiration was assessed. According to the findings, evapotranspiration increased in dry Central Asia at a rate of 1.45 mm per year, and its pattern indicates that it increased in the east and decreased in the west. The changes in transpiration, evaporation, and interception were 2.46 mm·$a^{-1}$, −1.03 mm·$a^{-1}$, and 0.02 mm·$a^{-1}$, respectively. These three trends contributed 70.09%, 29.34%, and 0.57%, to the change in evapotranspiration. With an absolute contribution of 28.16%, Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) is the key driver of evapotranspiration fluctuations in arid Central Asia.

**Keywords:** evapotranspiration; spatiotemporal variation; attribution; absolute contribution; Central Asia; arid zone